

最新型偏波レーダーを用いた氷相降水粒子タイプの 混在状態推定に関する研究

中北英一・隅田康彦*・山口弘誠**・鈴木賢士***・中川勝広****・川村誠治****

* 京都大学工学研究科

** 京都大学生存基盤科学研究ユニット

*** 山口大学農学部

**** 情報通信研究機構

要 旨

最新型の偏波レーダーは、降水粒子の大きさや形、向きなどの特性に敏感であるため、降水粒子タイプの判別が可能である。しかし、上空の降水粒子を直接観測することは大変困難であり、観測に基づく降水粒子タイプの推定法はこれまでほとんど例がなかった。本研究は、ビデオゾンデと偏波レーダーの同期観測を実施することで、レーダーが走査している上空のそのポイントでどのような降水粒子が存在しているのかを明らかにし、偏波レーダー観測によって降水粒子の混在状態を推定することが目的である。ファジー理論に基づいて、多くの降水事例を組み合わせたメンバーシップ関数を作成し、降水粒子の混在状態を推定することが可能となった。その中で降水粒子の混在状態を評価する手法を提案し、その精度評価を行った。また、伝播位相差変化率 K_{DP} の氷相粒子に対する影響の検討や、降水粒子の混在する指標の感度分析を通じて精度の向上を図った。そして、様々な事例に対応するメンバーシップ関数を作成し、種類の混在を表現する降水粒子の判別手法を構築した。

キーワード： 偏波レーダー、ビデオゾンデ、降水粒子判別、ファジー理論、伝播位相差変化率

1. 研究の背景と目的

近年、長時間にわたる記録的な集中豪雨や、短時間のうちに急激に積乱雲が発達し局所的な大雨が頻繁に発生するようになってきている。昨年 2009 年 7 月には、中国地方や九州北部において 1 時間・24 時間の降水量が観測史上最多となる大雨を記録した。また、2008 年の夏季には全国各地で局所的集中豪雨が頻発し、急激な増水によって多くの人命が失われる悲惨な災害が多発した。地球規模で起こっている気候変動や都市部におけるヒートアイランド現象などが要因となっており、このような豪雨災害をもたらす降水現象は今後も発生すると考えられる。激しい降水現象をとらえ、正確な降雨予測・降水量推定のためには、空間・時間的にきめ細かな情報を得る

ことができる気象レーダーの役割がますます重要となってきた。しかし、電波の反射強度のみを受信する現在のコンベンショナルレーダーでは、反射強度から降水強度を推定するのに必要な降雨の雨滴粒径分布や降水粒子のタイプをリアルタイムで推定することは不可能であり、地上雨量計ネットワークとタイアップすることによって精度向上が図られてきた(牧原, 2007)。しかし、雨滴粒径分布は時々刻々と変化するため、その精度向上は限界に達している。

そこで、降雨の粒径分布や、雨や雪、あられといった降水粒子の種類を特定することができる次世代の気象レーダーである偏波レーダーの研究開発が進められている。偏波レーダーの特徴は、偏波間の受信電力の差だけではなく、電波の位相差、偏波間の相

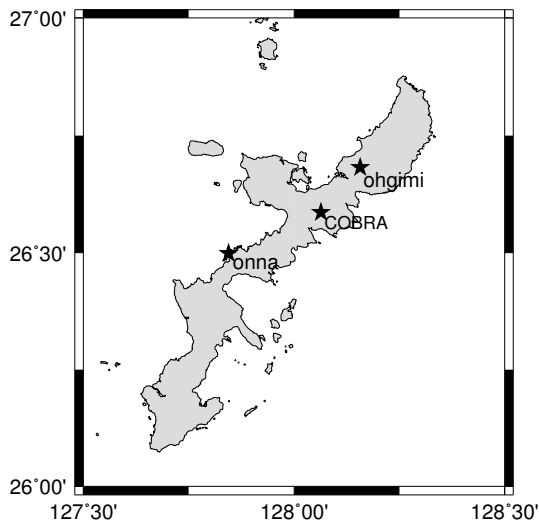


Fig. 1 Locations of COBRA, Onna site and Ohgimi site

関係数も観測できることである。特に、偏波間位相差が観測できることにより、降雨減衰の影響を補正し、精度よく粒径分布を推定できるため、より正確に降水量の観測が可能となる（中北ら，2007）。そして、偏波レーダーは、降水粒子の大きさだけではなく形や向き、相、落下形態などの特性に敏感なため、降水粒子の種類の識別に用いることが可能であると考えられている。

これまで、降水粒子判別の手法としては主にファジー理論を適応した手法が数多く提案されている（Straka et al., 2000；Liu and Chandrasekar, 2000；Zrnich et al., 2002；Lim et al., 2005；岩波，2008；Park et al., 2009等）。しかし、その手法の多くは氷相粒子の粒径分布や密度を仮定して計算された偏波パラメータの値を用いて、メンバーシップ関数の形を推定する手法が一般的であった。これは、上空の氷相降水粒子を観測することは困難であり、直接観測によって降水粒子の種類を推定する手法を構築するのに耐えうるだけのサンプル数を確保できないことによる。さらに重要なこととして、上空の氷相域では様々な降水粒子（種類、粒径、形、傾き、濃度）が存在し、レーダーのサンプルボリューム内にこれらの降水粒子が混在しているが、これまでの降水粒子判別手法では、判定する降水粒子の種類が増えるだけで降水粒子の種類の混在を推定するものはなかった。

上空の氷相降水粒子の種類分布を明らかにすることは極めて重要であるが、それを直接観測することは非常に困難である。そこで、2007～2009年度の3年間、独立行政法人情報通信機構が沖縄亜熱帯計測技術センターに導入したCOBRA（C-band Okinawa Bistatic

polarimetric RADarの略，中川ら，2002）と呼ばれるCバンド偏波ドップラーレーダー（以下，COBRA）を核に、ビデオゾンデとの同期手法を構築し、集中観測を実施してきた。このビデオゾンデは、レーダーが電波を出して走査している“上空のまさにそのポイントで”といったどのような大きさや種類の降水粒子がどれ程そこに存在するのか、搭載したビデオカメラで直接撮影することができる特殊なゾンデである。本研究では、ビデオゾンデによって観測された降水粒子の種類がどのように分布し、混在しているのかを明らかにし、そのような降水粒子が存在するときどのような偏波パラメータを取り得るのかを分析する。そして、様々な種類が混在する氷相降水粒子を含め、降水粒子の種類の推定手法を構築すると共に、同期観測の情報を用いてその推定精度の検証を行う。

2. 沖縄集中観測の概要と偏波レーダーに関する諸因子

2.1 沖縄集中同期観測

沖縄集中同期観測は2007～2009年の3年間にわたって行われた。観測期間および対象となる降雨は、
2007年11月15日～11月28日：台風および前線
2008年5月28日～6月21日：梅雨前線
2009年5月17日～6月20日：梅雨前線

である。観測体制としては、独立行政法人情報通信研究機構(NiCT)沖縄亜熱帯計測技術センターを拠点とし、京都大学防災研究所、情報通信研究機構、山梨大学、名古屋大学、山口大学、ハワイ大学、宇都宮大学、筑波大学、電力中央研究所などの様々な大学、機関のあわせて40名以上の水文学・気象学・電気工学の観測、モデルの研究者や学生が連携して実施してきた。

この観測では、COBRAを核として、ビデオゾンデとの同期や、様々な地上観測装置を用いて雨滴粒径分布の検証などを行った。Fig. 1において、COBRAと観測施設の位置関係を示す。COBRAは沖縄本島にある多野岳の名護降雨観測施設に設置されており、恩名村にある沖縄亜熱帯計測技術センターと1.5Mbpsの専用回線によって接続されている。沖縄亜熱帯計測技術センターと大宜味大気観測施設においては、2次元ビデオディストロメータ(2DVD)、インパクト型ディストロメータ、パーシバル雨滴計、マイクロレインレーダ、レーザ雨滴計(LD)、光学式雨量計、転倒桁式雨量計などの地上設置装置が設置されている。また、ビデオゾンデの放球は恩名村にある沖縄

垂熱帯計測技術センターで行われ、ここでCOBRAの遠隔操作も行っている。

COBRAとビデオゾンデとの同期手法は、ビデオゾンデの飛行位置をGPSによって特定し、COBRAでその方位のRHIスキャンを行うというもので、同期を行っている。これは、“レーダーが上空で何を見ているのか? ”、これまでどうしてもできなかった“夢のような同期観測”であり、世界ではじめて実現された同期観測である。同期観測の手法については中北ら(2008)に詳しく述べているのでここでは割愛する。

2.2 偏波レーダーに関する諸因子

気象レーダーは、電磁波のもつ直進性、等速性、散乱性を利用した無線装置である。レーダーのアンテナから放射された電磁波は、目標である降水粒子に当たって散乱し、散乱した一部の電磁波が同一のアンテナに受信される。レーダーはこの電磁波を受信し、アンテナの向きと電磁波の往復に要する時間から目標の位置を測定し、反射波の強さ(レーダーエコー)から目標の性質や大きさを測定するものである。

しかし、従来の気象レーダーによる単一偏波の送受信では後方散乱信号によって、形状や向きといった降水粒子の形態に関する情報を得ることができない。一方、偏波の向きによる散乱特性の違いは標的の形状や粒子の向きに依存するため、複数の偏波を用いれば、形状や粒子の向きに関する情報を得ることができる。二重偏波レーダーは、偏波面が地面に平行な水平偏波と偏波面が地面に直交する垂直偏波の2つの直線偏波を送受信し、様々なパラメータを得ることが可能である。偏波レーダーによって得られる偏波パラメータには以下のようなものがある。

(1) レーダー反射因子差 Z_{DR}

レーダー反射因子差 Z_{DR} は水平偏波 Z_{HH} と垂直偏波 Z_{VV} の比として表現され、次式で表される。

$$Z_{DR}[\text{dB}] = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right). \quad (1)$$

Z_{DR} は水平及び垂直偏波面に対する粒子形状、すなわち粒子の縦横比に関するパラメータである。降雨粒子は落下時の空気抵抗を受け横長に扁平し、その扁平度は直径が大きいほど大きくなる。したがって粒径が大きくなるにつれて、 Z_{DR} は大きな値をとるようになる。また、 Z_{DR} は傾き具合にも影響され、雪やあられの場合は、回転したり大きく振動しながら落下するため、0dBに近い値をとる。一方、板状や樹氷状の氷晶は長軸を水平方向に向けながら落下していくため、 Z_{DR} は比較的高い値(< 6dB)をとることがある。また、雷をもたらすような氷晶は鉛直に

方向付けられており、このような氷晶が卓越する領域では、 Z_{DR} は負の値をとりうる。融解層においては氷粒子が徐々に溶け出し表面を水の膜が覆うようになる。雨滴は粒径がある大きさ以上になると分裂してしまうが、融解層においては氷粒子の表面に付着しているため大きな粒径でも分裂せず、レーダーでは大きな雨滴として認識されるため Z_{DR} は極大値をとる。

(2) 偏波間相関係数 ρ_{HV}

水平偏波 Z_{HH} と垂直偏波 Z_{VV} の受信信号の相関係数である偏波間相関係数 ρ_{HV} は、

$$\rho_{HV} = \frac{|\langle n_{SVV} s_{HH}^* \rangle|}{\langle n_{SHH} |^2 \rangle^{1/2} \langle n_{SVV} |^2 \rangle^{1/2}} \quad (2)$$

と表される。ここで $\langle n_{SVV} s_{HH}^* \rangle$ は水平偏波と垂直偏波の共分散であり、 $\langle n_{SHH} |^2 \rangle$ 、 $\langle n_{SVV} |^2 \rangle$ はそれぞれ水平偏波と垂直偏波の分散である。 ρ_{HV} は粒径の縦横比が変化する度合いに関するパラメータであり、雨のような単一の降水粒子だけが存在する場合は縦横の比に相関があり、1に近い値を示す。一方、様々な粒子の種類や形が存在する場合や、山岳等の地表面によって電波が散乱される(グランドクラッター)場合は相関が小さくなる。また、液体と固体が共存する融解層においては、 ρ_{HV} は非常に小さくなり最低値をとる。後にこの特性を利用して融解層を特定するために ρ_{HV} を用いる。

(3) 伝搬位相差変化率 K_{DP}

電波が散乱体積内を伝搬するとき、一般には位相のズレが生じる。水平偏波、垂直偏波のそれぞれについてレーダーと対象標的間の往復で生じる位相変化を ϕ_{HH} 、 ϕ_{VV} とするとき、等方散乱標的であれば両偏波間で位相変化に差は生じないが、非等方性散乱標的では両者は異なる値をとる。粒径の大きい雨滴のような扁平粒子では、水平偏波による位相遅れが垂直偏波の場合に比べて大きくなるため、 $\phi_{HH} > \phi_{VV}$ となる。両者の差を ϕ_{DP} とすると、

$$\phi_{DP} [^\circ] = \phi_{HH} - \phi_{VV} \quad (3)$$

となり、これを偏波間位相差と呼ぶ。

ϕ_{DP} の距離に対する変化率が伝搬位相差変化率 K_{DP} である。大気のような均質媒質体中でレーダー電波が伝搬する場合、 K_{DP} は伝搬系路上の2点間を往復する間に生じる偏波間位相差 ϕ_{DP} の単位距離当たりの差として、

$$K_{DP} [^\circ/\text{km}] = \frac{d\phi_{DP}}{dr} \simeq \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (4)$$

で与えられる。ここで、 r_i はレーダーアンテナからの距離である。

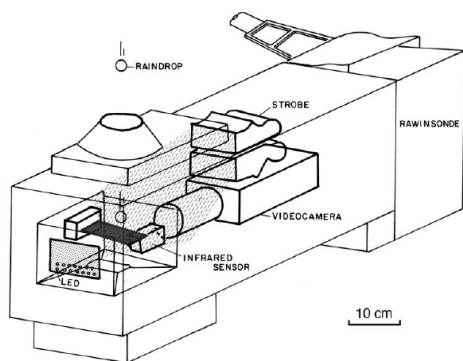


Fig. 2 Videosonde

伝搬位相差変化率 K_{DP} は、振幅の情報を用いないため減衰の影響を受けることが無く、強雨時の降雨量推定に有力であるとされている。 K_{DP} は、 Z_{DR} と同様に降水粒子の縦横比に関するパラメータであり、扁平の度合いが大きくなるほど、 K_{DP} は大きな値を取るようになる。また、誘電率の値にも影響される。

2.3 ビデオゾンデの概要

ビデオゾンデは、センサーのついたビデオカメラを気球に吊り下げ、雲の中の粒子を直接観測する装置であり、Takahashi and Keenan (2004), Takahashi (2006), 鈴木ら (2006) により、東アジアモンスーン地域の様々な場所で200台以上が放球されている。Fig. 2 にビデオゾンデの概観を示す。

ビデオゾンデは気球から50m下方に吊り下げられ、ゾンデの上昇速度が約5m/sとなるように気球の浮力が調整されてから放球される。ビデオゾンデには、直径0.5mm以上の粒子が通ったことを検知する赤外線センサーがついており、粒子がセンサーを横切るとフラッシュが焚かれ、真っ黒なスクリーンが一瞬明るくなり粒子が撮影される。通常、直径0.5mm以下の粒子はセンサーで検知されないが、大きな粒子とともにセンサーを横切るときに撮影されることがある。ビデオカメラによって写される視野は奥行×幅×高さが $30 \times 20 \times 16 \text{ mm}^3$ となっており、奥行30mmが赤外線センサーのビームの幅である。フラッシュを1度焚くと充電時間が必要なため、フラッシュは1秒間に最大5回まで焚くことができる。撮影された映像は1,680MHzの無線で送信され、10Hz～1MHzに変調されて地上のモニターに映し出されビデオテープに録画される。

ビデオゾンデで撮影された降水粒子は、雨滴 (Rain-drop), あられ (Graupel), 氷晶 (Ice crystal) および雪片 (Snow flake) の4種類に分類している。このような降水粒子の種類に区分した理由は数値気象モデ

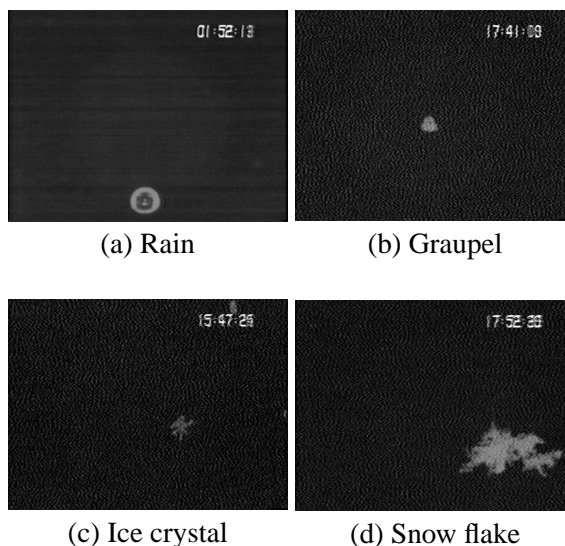


Fig. 3 Precipitation particles detected by pictures with Videosonde

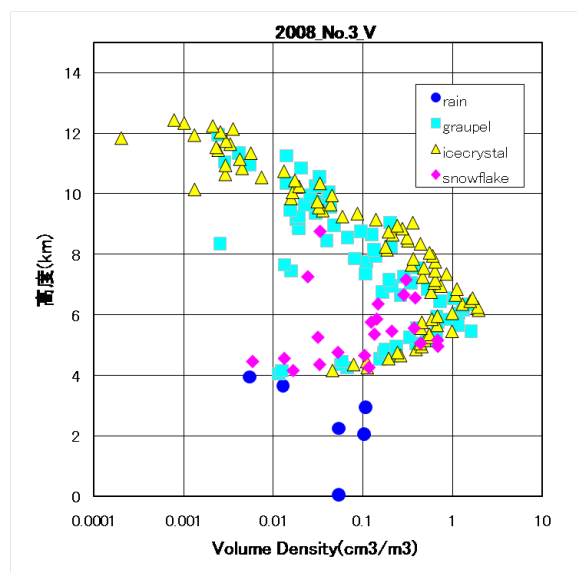


Fig. 4 Volume density of precipitation particle in Videosonde No.3, 2008

ルの雲微物理モデルの予報変数と対応付けることを目的としているからである。これらの粒子の判別では表面の様子や形、サイズ、色の濃淡などを基準にして一つ一つ目視で粒子のタイプを判定している。Fig. 3 にはビデオゾンデで観測される降水粒子の例を示す。

以上のようにして判別した粒子の空間的な分布を把握するために、各種濃度の計算を行った。撮影された画像をもとに、降水粒子の直径は長軸と短軸の平均とし、その形を球であると仮定して降水粒子の体積を求めている。粒子の形状はビデオゾンデで撮影される画像からしか判断することができず、平板状の氷晶などでは映っている粒子の角度によって大

Table 1 Observation period

Date	Videosonde	Start time	All particle	Rain	Graupel	IceCrystal	SnowFlake
2007/11/26	2007No.1	18:37	255	17	125	107	6
2007/11/26	2007No.2	20:57	1960	10	447	1487	16
2007/11/26	2007No.3	21:53	131	42	38	45	6
2007/11/26	2007No.4	22:57	24	21	2	1	0
2007/11/27	2007No.5	01:51	106	91	8	7	0
2007/11/27	2007No.6	02:36	274	132	78	64	0
2008/05/29	2008No.1	10:15	286	92	34	147	13
2008/06/06	2008No.3	18:31	8208	7	745	7417	39
2008/06/12	2008No.5	04:12	336	65	37	168	66
2009/06/11	2009No.10	08:54	830	406	112	310	2
2009/06/12	2009No.11	21:27	1853	292	256	1303	2
		Sum	14263	1175	1882	11056	150

きくその体積が異なってしまう可能性があり、不確実性はあるものの、上述の仮定のもとで体積を求めている。また、粒子の密度はそれぞれ雨滴1.0、あられ0.3、氷晶と雪片は0.1 g/m³とする。

これらの情報を元に高度100mごとに体積濃度(ビデオゾンデのサンプリングボリューム中の降水粒子の体積割合)の計算を行った結果がFig. 4である。雨と氷相粒子(あられ、氷晶、雪片)の存在する範囲は一定の高度で分かれていることがわかる。融解層より上空においてはあられ、氷晶、雪片が混在していることがわかる。雪片は主に雨と氷粒子の境界より上層の狭い範囲で観測されている。これは粒子表面が融け併合しやすくなっていることを示している。また、あられと氷晶はほとんど同じような分布をしているが、氷晶のほうがより上空まで観測されており、高度が下がるにつれて氷晶に着氷し、あられが成長してその数や大きさが増加している。

2.4 データセット

本研究で解析の対象とするデータはTable 1の通りである。Table 1を見ると、3年間のビデオゾンデ同期観測を通じて数多くの降水粒子を観測観測できた。しかし、あられや氷晶のサンプル数は数千個以上存在しているが、雪片の観測粒子数はせいぜい数百個と極端に少ない。また、雪片のサンプルの大半は2008年の事例であり、2009年の事例では雪片がほ

とんどサンプルされていない。この雪片のサンプル数の少なさ・偏りに係る問題については、以降の章において再び取り上げることとする。

3. 降水粒子タイプの判別とその評価

降水雲内の粒子種類分布を知ることは次のような理由で重要である。1)降水過程の理解、2)地上レーダーや人工衛星搭載の降水レーダー・マイクロ波放射計による降水量推定精度の向上、3)数値気象モデルにデータ同化することによる短時間降水予測精度の向上、4)雨雪判別による道路や河川の災害の軽減、5)あられ判別による雷の予測(高橋, 2009)、などが挙げられる。

これまで、偏波レーダーの情報を用いた降水粒子タイプの推定に関して様々な方法が試みられているが、いくつかの問題点が指摘されている。すなわち、1)それぞれの降水粒子と偏波パラメータの関係が十分に解明されていない、2)統計的に十分な量の観測により判別法を構築する必要があるが、それに耐えるだけの観測が行われていない、3)降水粒子はある境界値できれいに分けられるのではなく混ざり合った状態で存在しているが、そのあいまいさを表現できない、などである。

そこで本研究では、3年にわたって数多くのビデオゾンデと偏波レーダーとの同期観測を行い、この

同期観測の結果を用いて、上空の降水粒子の状態を推定する手法を構築する。そして、降水粒子タイプの判別結果が正しいものであるのかを検証するために、ビデオゾンデの観測結果をもとに評価する手法を示す。

3.1 偏波レーダーを用いた粒子タイプの判別

降水粒子判別における偏波パラメータが取りうる値の曖昧さや降水粒子の混在具合をファジー理論を用いて表現する。ファジー理論とは、「暑い」や「高い」などあいまいさを含んだ情報をあいまいなまま理解し、あいまいな形で判断する人間の思考方法をモデル化し、これを定量的に取り扱う手法のことである。

ファジー理論において、ある偏波パラメータ¹がある粒子タイプ²に属する度合をメンバーシップ関数 μ_j^x によって表現する。メンバーシップ関数の値が1に近いほど降水粒子タイプ j に属している度合いが高いことを示し、反対に0に近ければ属する度合いが低いことを示している。

(1) メンバーシップ関数の作成

降水粒子をファジー理論で推定するにあたって、入力とするデータは、COBRAによって得られるレーダー反射因子 Z_{HH} 、レーダー反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} 、伝搬位相変化率 K_{DP} とビデオゾンデの高度 h の情報である。また、推定する降水粒子の種類は雨、あられ、氷晶および雪片の4種類である。

メンバーシップ関数には台形関数を用いている (Fig. 5)。この台形関数は、大きさが1で一定の値を持つ平らな部分と直線的に漸減する裾野の部分を持つ。ある降水粒子タイプ j によく属する偏波パラメータの値 x は幅を持っており、この偏波パラメータの領域を台形関数が一定値を持つ部分に対応させた。また、降水粒子が存在し得ない偏波パラメータの範囲では0の値をとる。そして、0～1の間の境界部分は台形関数の裾野の部分に対応させる。この台形関数のメンバーシップ関数は4つのパラメータ a, b, c, d によって決定される。これらのパラメータは台形関数の各頂点の偏波パラメータ x の値を表しており、裾野および水平な部分の幅を決めている。この4つのメンバーシップ関数の境界のパラメータは、ビデオゾンデで観測された降水粒子数によって決定

¹以下、ある偏波パラメータの一つを表すとき x と表現する。

²以下、ある粒子タイプの一つを表すとき j と表現する。

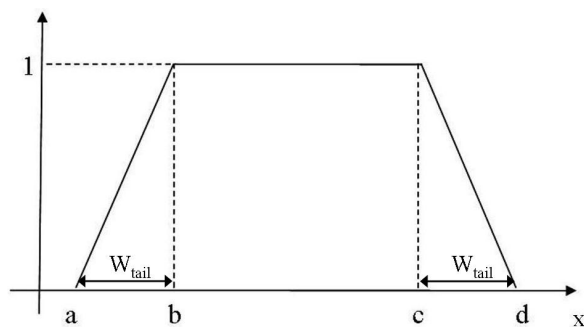


Fig. 5 Example of trapezoid membership function. A horizontal axis x shows the value of polarimetric parameter.

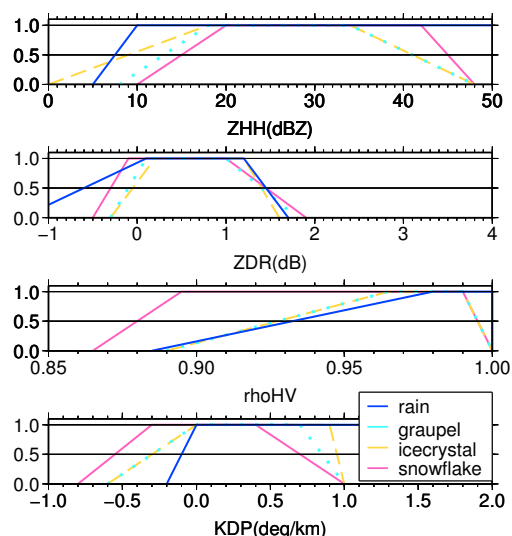


Fig. 6 Membership function μ_j^x

する。

この台形関数の境界値を決める4つのパラメータは今回ビデオゾンデで観測された降水粒子を全て積算し、その出現頻度によって決定した。各偏波パラメータ x および各粒子タイプ j ごとにヒストグラムを作成し、その上限値および下限値から10%の範囲を台形メンバーシップ関数の裾野の部分に対応付ける。このような方法をとったのは粒子の数が少なくなる x において粒子に属する度合いは下がり、その間の値では広く粒子が分布していると考えられるためである。以上のようにして、すべての同期観測の結果から作成したメンバーシップ関数をFig. 6に示す。

ここで台形関数の裾野幅に対応する上・下端10%という値 W_{tail} は、仮に与えているものであり、降水粒子の混在状態を表現する上で重要なパラメータである。そのため次章において裾野幅に関するパラメータ W_{tail} に対する感度分析を行う。

また、レーダー情報のみにより、雨と氷相粒子の領域を判別するため偏波間相関係数 ρ_{HV} によって各

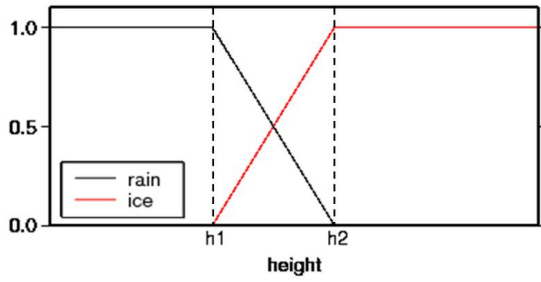


Fig. 7 Membership function of melting layer height μ_j^{MLH} . h_1 and h_2 show the bottom of melting layer and the top of melting layer, respectively. Ice shows frozen particle such as graupel, ice crystal and snow flake.

鉛直断面における融解層を特定し、融解層高度に関するメンバーシップ関数 μ_j^{MLH} を作成した。融解層高度メンバーシップ関数のモデル図を Fig. 7 に示す。融解層高度に関するメンバーシップ関数の作成方法は中北ら (2008) に述べているので、ここでは省略する。

(2) ファジ理論による降水粒子タイプの判別

以上のようにして決定されたメンバーシップ関数を用いて、降水粒子ごとの評価値 Q_j を

$$Q_j = \mu_j^h(h) \times \left(\mu_j^{Z_{HH}}(Z_{HH}) + \mu_j^{Z_{DR}}(Z_{DR}) + \mu_j^{\rho_{HV}}(\rho_{HV}) + \mu_j^{K_{DP}}(K_{DP}) \right) \quad (5)$$

と定める。この評価値 Q_j をもとに降水粒子のタイプを決定するが、前述したようにビデオゾンデの観測では、融解層を含む上空では異なるタイプの降水粒子が混在していることがわかっており、降水粒子のタイプの判別の過程で1種類に降水粒子のタイプを決定してしまうのは適切ではない。また、ある1種類の降水粒子の評価値 Q_j が突出している部分ばかりではなく、複数降水粒子の評価値 Q_j が同じであったり、非常に近い値を取っている領域も多く存在する。そこで、氷相降水粒子の混ざり具合を表現するために、式(5)の評価値 Q_j の大きさの違いに着目して降水粒子の混在状態の推定を行う。

降水粒子の混在を表現する区分として追加するのは、あられ+氷晶、あられ+雪片、氷晶+雪片の2種類の降水粒子が混在する区分と3種の氷相降水粒子すべてが存在する区分である。これら降水粒子の混在と判別するため、氷相降水粒子の評価値 Q_j の大きさを比較する。最大となる評価値 Q_{max} と2番目、3番目に大きい他の氷相降水粒子の評価値 Q_{2nd} , Q_{3rd} との差が0.1以内となる場合は粒子が混在しているとして判別する。一方で、評価値 Q_j が小さいにもかかわらず無理に降水粒子のタイプを特定すると不合理な判別を行ってしまうため、評価値 Q_j が3以

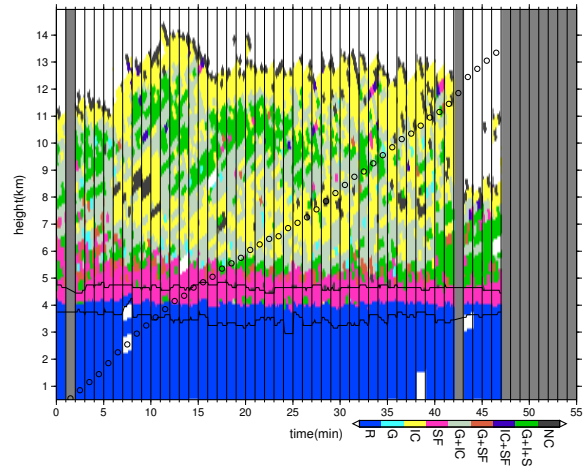


Fig. 8 Hydrometeor classification in Videozonde No.3, 2008. In this figure, R, G, IC and SF show rain, graupel, ice crystal and snow flake, respectively, and NC shows no classification.

下となる領域は判別不能 (NC) と表現する。ただし、融解層では融解層高度メンバーシップ関数の積がとられ評価値 Q_j の値が小さくなるため、NCの判別は行わない。つまり、降水粒子が混在および判別不能となるための条件は以下の通りである。

- if ($Q_{max} \leq 3$)
- then particle type : NC
- else if ($Q_{max} - Q_{3rd} \leq Q_{thresh}$)
- then particle type : j_{max} and j_{2nd} and j_{3rd} (6)
- else if ($Q_{max} - Q_{2nd} \leq Q_{thresh}$)
- then particle type : j_{max} and j_{2nd}
- else if ($Q_{max} - Q_{2nd} > Q_{thresh}$)
- then particle type : j_{max}

ここで、 $Q_{r_{thresh}}$ は氷相降水粒子の混在を許す閾値であり、0.1としている。

降水粒子の混在および判別不能を含んで降水粒子タイプの推定をおこなった結果を Fig. 8 に示す。Fig. 8 はビデオゾンデが存在する位置における降水粒子の連続的な変化を見るために時系列データになっている。1分毎に存在するRHI画像のそれぞれにおいて、ビデオゾンデが位置する場所を中心として水平1km幅の鉛直断面を切り出し、その一つの断面を1分間として時間順に並べていったものである。図中の はビデオゾンデの飛行位置を示している。灰色はRHIスキャンが行われておらず、欠測していることを示す。また、降水粒子の判別を行ったのは、レーダー反射因子 Z_{HH} が5dB以上の領域であり、5dB未満の領域は空白となっている。

Fig. 8を見ると、融解層より上空において、氷晶やあられ、雪片が混在しているという判別がなされている。また、融解層を中心に雪片が卓越している領

域が見られる。ビデオゾンデの飛行位置での降水粒子判別の結果はFig. 4の結果と大きく異なることがわかる。しかし、かなり上空まで3種の氷相降水粒子の混在が見られ、過剰に雪片と判別がなされていると考えられる。

評価値 Q_j の変化がどの程度まで混在状態とすることを決める $Q_{r_{thresh}}$ の値0.1は、ここで仮に与えている数値である。 $Q_{r_{thresh}}$ の値は混在状態を表現する上で重要なパラメータであるため、この数値の評価については次章以降で議論する。

3.2 降水粒子判別の評価法の導入

上空の降水粒子を直接観測することは大変困難であるため、これまで検証は飛行機観測による定性的な比較や地上観測による検証がほとんどであった。そこで、本研究ではビデオゾンデの観測結果に基づき、偏波レーダーによって推定される上空の降水粒子タイプ判別の結果を定量的に評価する。

特に本研究の降水粒子判別においては、降水粒子の混在状態も考慮して降水粒子タイプの判別を行っているため、ビデオゾンデの観測結果においても同じように混在しているという状態を表現しなければ、判別結果を評価することはできない。そこで、ビデオゾンデの観測結果から得られた降水粒子の体積濃度の値 (Fig. 4) を用いて、体積濃度の最大値と2番目の体積濃度の値が半オーダー以内³であるならば粒子が混在しているとして、ビデオゾンデで観測された降水粒子の混在を表現した。また、3種の氷相降水粒子がすべて半オーダー以内に収まるのであれば、3種の混在として表している。この体積濃度はサンプルボリュームの中でどれほどの体積を降水粒子が占めているかを表し、空間的な混在状態を表している。

以上のようにして観測された降水粒子の混在状態を表現し、ビデオゾンデの飛行位置での降水粒子判別の結果と観測結果を比較したものが、Table 2である。ここで比較している降水粒子の個数は、Table 1におけるすべての事例の積算である。

Table 2を見てもわかるように、降水粒子の混在状態を含めて完全に表現することは非常に困難である。また、今回は降水粒子の有無について正確に推定することが目的であるため、推定値、観測値それぞれの混在状態の一部だけでも他方の粒子の種類が含まれていれば得点を与えることにする。つまり、Table

³2種類の降水粒子の体積濃度を VD_{j_1}, VD_{j_2} としたとき ($VD_{j_1} > VD_{j_2}$), $\log_{10} VD_{j_1}/VD_{j_2} \leq 1/2$ となること。

Table 2 Comparison between hydrometeor observed by Videosonde (column) and the result of hydrometeor classifications by radar (line).

		VideoSonde								
		R	G	IC	SF	G+H	G+S	H+S	ALL	NC
Radar	R	163	7	0	1	0	2	1	0	0
	G	0	5	1	0	5	0	0	0	0
	IC	0	10	15	0	20	2	1	0	0
	SF	0	6	0	2	8	0	0	6	0
	G+H	0	1	11	0	23	0	0	0	0
	G+S	0	0	0	0	0	0	0	1	0
	H+S	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	ALL	0	15	4	0	34	3	0	3	0
	NC	0	1	5	0	2	0	0	0	0

Table 3 Scoreboard of hydrometeor classification.

		VideoSonde								
		R	G	IC	SF	G+H	G+S	H+S	ALL	NC
Radar	R	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	G	0	1	0	0	1/2	1/2	0	1/3	0
	IC	0	0	1	0	1/2	0	1/2	1/3	0
	SF	0	0	0	1	0	1/2	1/2	1/3	0
	G+H	0	1/2	1/2	0	1	1/4	1/4	2/3	0
	G+S	0	1/2	0	1/2	1/4	1	1/4	2/3	0
	H+S	0	0	1/2	1/2	1/4	1/4	1	2/3	0
	ALL	-	-	-	-	-	-	-	1	0
	NC	0	0	0	0	0	0	0	0	0

3のような得点表を用いて、降水粒子のタイプ推定の精度を得点率として評価する。ここで、Table 2においてレーダーでの推定結果を表すインデックスを i ($i = 1, 9$), ビデオゾンデで観測された粒子の種類を表すインデックスを j ($j = 1, 9$)⁴と表現し、表中の各要素の個数 N_{ij} と表し、Table 3の各要素の得点を i, j を用いて S_{ij} として、得点率は次式で求める。

$$\text{得点率} = \frac{\sum_{i=1}^9 \sum_{j=1}^9 S_{ij} N_{ij}}{\sum_{i=1}^9 \sum_{j=1}^9 N_{ij} - \sum_{j \neq 8} N_{8j}} \quad (7)$$

i, j の8は3種の氷相降水粒子が混在している区分であり、3種の粒子が混在しているという判別が増加することによって得点率が上昇する事を避けるため、正答となる N_{88} 以外は式7の右辺分母において観測数から除いている。ここで用いる得点表の得点は目的に応じて設定することができ、今回は降水粒子の有無や混在状態を評価するためにTable 3ような得点表を用いた。例えば、雷の検出のためあられを正確に特定したければあられの得点を高めに設定することなどが考えられる。

Fig. 6のメンバーシップ関数を用いて降水粒子判別を行ったとき、式(7)の得点率は0.778である。しかし、本研究では氷相降水粒子の分布を正確に推定する事を目的としており、氷相降水粒子のみに着目し雨の判別を除くと、得点率は0.512とあまり高い値と

⁴ここで i, j の数字は、1: 雨, 2: あられ, 3: 氷晶, 4: 雪片, 5: あられ+氷晶, 6: あられ+雪片, 7: 氷晶+雪片, 8: あられ+氷晶+雪片, 9: 判別不能を表す。

ならない。Table 2では、ビデオゾンデの降水粒子を的確に答えている判別結果も数多く見られるが、あられ+氷晶と観測されている領域で3種の粒子混在と判別しているところが最も多く、また誤って雪片単独と判別している領域も少なからず存在するため、精度よく推定できていない。そこで次章では、この過剰に雪片と判別される結果を検証し、降水粒子判別法の修正を試みる。

4. 降水粒子の混在状態判別手法の構築

4.1 雪片のメンバーシップ関数の見直し

前章の降水粒子判別では過剰に雪片と判別されていることについて述べたが、その原因は、第1に雪片のサンプル数の少なさに起因しているものと考えられる。Table 1を見るとあられや氷晶のサンプル数が数千個以上存在しているにもかかわらず、雪片はせいぜい100個程度である。第2に、雪片のサンプルの多くは2008年の事例であり、他年の観測事例を加えてもメンバーシップ関数の形状は2008年の降水事例の影響を強く受けてしまう。このような要因で、雪片のメンバーシップ関数の適切な形状を求めることができず、雪片のメンバーシップ関数は広い偏波パラメータの範囲で他の降水粒子よりも大きな値をとり、判別結果は多くの領域で雪片中心となってしまったと考えられる。そこで、雪片のメンバーシップ関数の形状を変化させることで、推定精度の向上をはかる。

ここで変化させるのは、メンバーシップ関数の裾野の幅 W_{tail} である。メンバーシップ関数の裾野幅 W_{tail} を変化させるとメンバーシップ関数の値が1となる上底の部分に変化し、降水粒子判別の結果に大きな影響を及ぼす。裾野幅 W_{tail} を増加させると、上底部分は狭まり、その降水粒子に属する割合は低下する。雪片は過剰に判別されてしまっているため、雪片の裾野の幅 W_{tail} を現在の10%から20%に増加させることによって、雪片と判別される領域を減少させることを目指した。このように雪片のメンバーシップ関数の裾野を修正したメンバーシップ関数(以下では、snowメンバーシップ関数と表す。)をFig. 9に示す。また、snowメンバーシップ関数を用いて降水粒子判別を行った結果をFig. 10に示す。Fig. 10では、3種の氷相降水粒子と推定されていた多くの領域であられ+氷晶という判別になっていることがわかる。この結果を反映して、snowメンバーシップ関数を用いた降水粒子判別での得点率は0.593(雨の判別を加えた得点率は0.780)であり、推定精度が向上している。

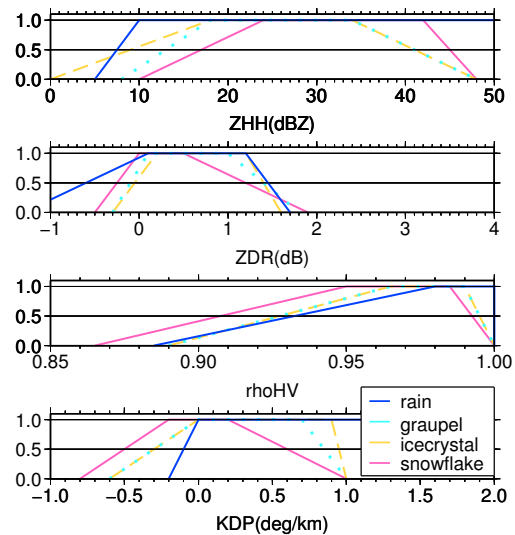


Fig. 9 Membership functions of which tail width W_{tail} of Snowflake are modified.

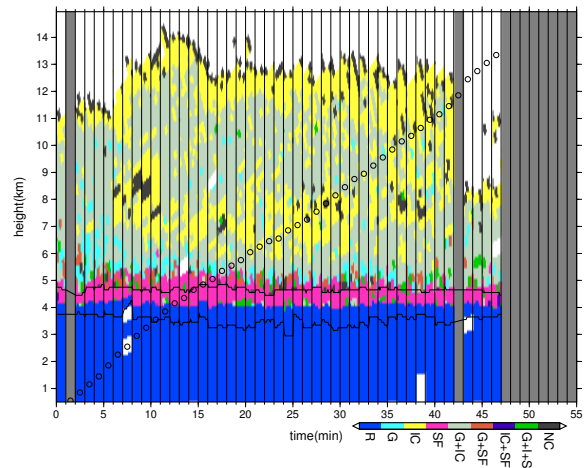


Fig. 10 Hydrometeor classification when membership functions of Snowflake are modified.

4.2 位相差変化率 K_{DP} の感度と有効範囲

位相差変化率 K_{DP} は降雨減衰の影響を受けることなく、降水量推定に大変有効なパラメータとして期待されている。しかし、降雨において低 Z_{HH} の部分では K_{DP} はノイズの影響を受け、観測精度が期待できないといわれている。既往研究(中北ら, 2007)では、降雨において K_{DP} の感度が期待できる Z_{HH} および K_{DP} の閾値は、Cバンドレーダーにおいて Z_{HH} が40dBZ以上、 K_{DP} が $0.2^\circ/\text{km}$ であるとしている。また、 K_{DP} の氷相降水粒子との関係は未だ不明な点が多く、得られたメンバーシップ関数の値をそのまま使い降水粒子判別を行うことは、 K_{DP} の感度の点で危険である。

そこで、 K_{DP} の降水粒子判別への影響を考慮するために K_{DP} を説明変数から除外して判別した結果

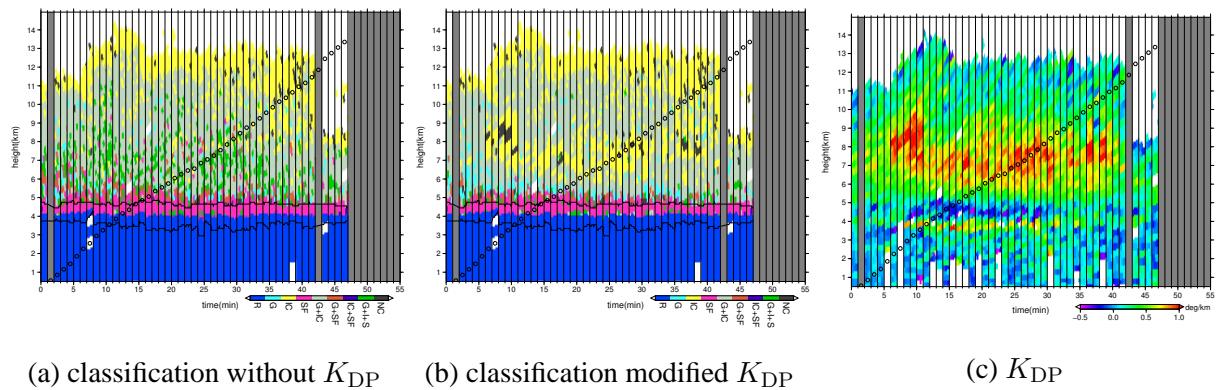


Fig. 11 Comparison of hydrometeor classifications by difference of K_{DP} .

をFig. 11の(a)に示した。具体的には、 K_{DP} の値を $0^\circ/\text{km}$ として判別した。何故ならば K_{DP} が $0^\circ/\text{km}$ であるとすべての粒子の種類でメンバーシップ関数の値が1となっているため粒子判別に影響を与えないためである。

この2008ビデオゾンデNo.3事例のFig. 10とFig. 11の(a)を見比べると、前者では氷晶が卓越する領域を確認することができるが、後者ではそれが見られない。この領域は、 K_{DP} が高い値をとっており(Fig. 11の(c))、ビデオゾンデで観測された粒子は、氷晶をはじめ数多くの氷相粒子が確認されている。つまり、 K_{DP} が高い値をとっている場合は、十分に降水粒子の状態を把握することができていることがわかる。

そこで、 K_{DP} の閾値を $0.2^\circ/\text{km}$ として、閾値未満の値は $0^\circ/\text{km}$ とし説明変数から省くようにした。このようにして粒子判別を行った結果がFig. 11(b)である。Fig. 11(b)のように K_{DP} の閾値を適切に設ければ、降水粒子の判別に大きく影響を与えない。また、雲頂付近で判別不能とされていた領域が減少している。これは、 K_{DP} が負値をとり K_{DP} が正確な観測なされていない領域で、 K_{DP} が説明変数から取り除かれることで正しく降水粒子を推定できるようになったためである。

4.3 裾野幅 W_{tail} および混在評価値の幅 Qr_{shresh} の感度分析

ここでは、さらに降水粒子タイプの混在状態推定精度を高めるために、メンバーシップ関数の裾野幅を決めるパラメータ W_{tail} および降水粒子の混在状態を決める評価値の幅 Qr_{shresh} の感度分析を行う。ターゲットとなるのはTable 2において、あられ+氷晶と観測されているがあられや氷晶単独と判別している部分および、反対にあられや氷晶単独と観測されているがあられ+氷晶の混在と判別している部分

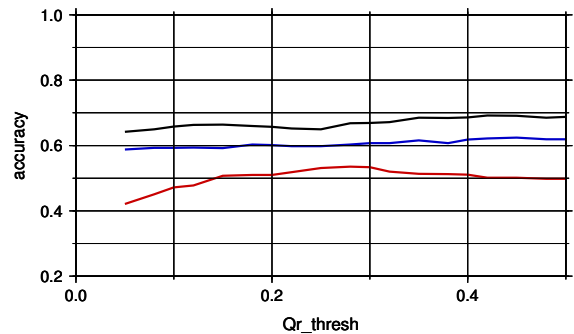


Fig. 12 Sensitivity test of Qr_{shresh} and W_{tail} . Red line: $W_{tail} = 20\%$, Blue line: $W_{tail} = 10\%$, Black line: $W_{tail} = 5\%$

である。

Fig. 12は、メンバーシップ関数の裾野幅 W_{tail} および、混在を決める評価値の幅 Qr_{shresh} を変化させたときの得点率の変化を表している。ここで変化させる裾野幅 W_{tail} は、雪片以外のあられ、氷晶の裾野の幅である。Fig. 12の横軸は混在を決める評価値の幅 Qr_{shresh} をとっているが、裾野幅 W_{tail} の変化に比べ、得点率の増減はあまり見られない。 Qr_{shresh} の値が大きくなると、得点率の値が微増しているが、これは3種に混在するという判別が増え分母が小さくなり、見かけ上得点率の値を上昇させているためである。また、混在している判別を単独と判別するには、 Qr_{shresh} の値を小さくすることが考えられるが、 Qr_{shresh} を減少させた影響は限定的であり、得点率もやや減少している。この理由は、粒子が単独で存在している領域であっても、評価値 Q_j はあられや氷晶で同じ値をとっている場合が大半であり、ファジー的にどちらかの粒子が存在するとしか言えないためである。

一方、メンバーシップ関数の裾野幅 W_{tail} を小さくすることは、メンバーシップ関数の1の値をとる上底

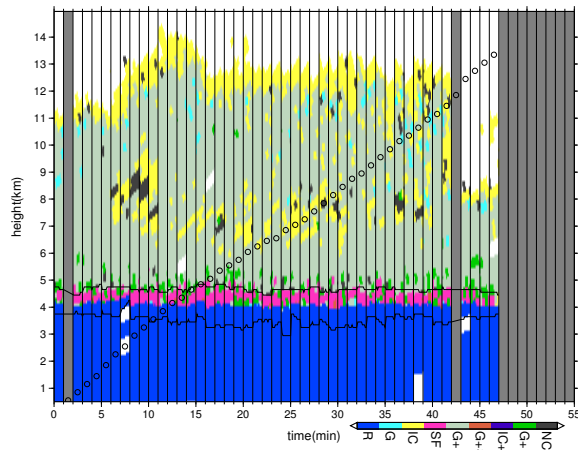


Fig. 13 Hydrometeor classification when the technique proposing here is used.

の範囲が広がることであり、混在を促すことにつながる。これは降水粒子が単独と判別していたものを混在と判別することにつながっている。Fig. 12を見ると、裾野幅 W_{tail} の値を小さくするにつれて得点率は大きく向上している。このことは、十分に粒子数が確保されているあられや氷晶では、正確にメンバーシップ関数を作成することができていることを示している。

4.4 降水粒子の混在状態判別手法の提案

ここで降水粒子判別推定の精度向上に向け検討してきた点について整理する。

1. 雪片のメンバーシップ関数の裾野幅 W_{tail} を10%から20%に修正を施した。この修正によって過剰に雪片と判別されていた部分を正しく判別できるようになった。
2. 位相差変化率 K_{DP} の有効範囲の検討。数多くの氷晶が集まり卓越している領域において、 K_{DP} が高い値を示し、閾値 $K_{DP} \geq 0.2^\circ/\text{km}$ では、降水粒子判別に不可欠である。
3. 裾野幅 W_{tail} および混在評価値の幅 Qr_{shresh} の感度分析を行った。最適となる Qr_{shresh} および W_{tail} の値は、それぞれ0.1と5%である。

これらの検討をもとに降水粒子判別を行ったものがFig. 13である。また、ビデオゾンデの観測と降水粒子判別の結果を比較したものをTable 4に示す。Table 4を見てわかるとおりすべての領域・事例において完全に降水粒子の混在状態を推定できているわけではないが、外れている部分でも混在の一部を再現できていることがわかる。ここで提案する手法によって得点率は0.658(雨の判別を含む場合0.816)と高い精度で再現できている。つまり、この手法によって

Table 4 Comparison between hydrometeor observed by VideoSonde (column) and the result of hydrometeor classifications by radar (line) when the technique proposing here is used.

		VideoSonde								
		R	G	IC	SF	G+H	G+S	I+S	ALL	NC
Radar	R	163	9	0	1	0	2	1	0	0
	G	0	6	0	2	3	0	0	0	0
	IC	0	7	8	0	9	0	0	0	0
	SF	0	1	0	0	3	0	0	3	0
	G+H	0	21	24	0	76	4	1	6	0
	G+S	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	I+S	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	ALL	0	1	0	0	1	1	0	1	0
NC	0	0	4	0	0	0	0	0	0	

様々な事例に対応するメンバーシップ関数を作成でき、種類の混在を表現する降水粒子の判別手法を構築することが可能となった。

5. 結論

本研究は、直接観測することができない上空の水相降水粒子の分布を偏波レーダーの観測によって推定することを目指している。偏波レーダーとビデオゾンデとの同期観測を通して上空の降水粒子がどのように分布しているのかを明らかにするとともに、偏波レーダーによってどのように降水粒子が観測されるのか、降水粒子タイプの推定手法を開発することで詳しく調べた。この降水粒子判別手法の特徴は、粒子の混在状態を表現できることであり、3年間にわたる同期観測の中で、数多くの降水タイプの同期観測を行い、様々な降水事例において降水粒子判別法の検証・評価を行った。そして、降水粒子の判別を綿密に検証していく中で、様々な降水事例にも適応可能な降水粒子の混在状態推定手法を構築した。

偏波パラメータは降水粒子の形状や大きさに関係したものであり、降水粒子自身を見ているため、どのような降水システムにおいても共通のメンバーシップ関数によって降水粒子判別を行うことができると考えられる。しかし、多くの降水事例で降水粒子判別が可能となった一方で、メンバーシップ関数を作成するに当たっては、まだ課題も残っている。例えば、雪片のサンプル数は十分ではなかったため、メンバーシップ関数の修正が必要であった。また降水事例という点から見れば、沖縄のみの観測のため、降雪事例は観測されていない。今後、本州の降雪地帯でのビデオゾンデの観測によって降水粒子判別によって表現可能な降水粒子の幅を広げ発展させる必要がある。そして、最終的な目標は降水粒子の有無だけでなく、そこに降水粒子がどれだけの量(混在の割合や降水粒子の濃度)で存在するかレーダー

観測によって推定することにある。何故なら、偏波レーダーの情報を数値気象モデルに同化することで短時間降水量予測精度の向上が期待されているが、偏波レーダーの観測値そのものは気象モデルの予報変数と大きくかけ離れており、データ同化を行うためには降水粒子の量的な情報が不可欠である。そのため、本研究での4つの降水粒子タイプは数値気象モデルへのデータ同化を目指した区分になっている。偏波レーダーは量的推定まで行う能力を十分秘めており、本研究はその可能性を示す第一歩である。

参考文献

- 岩波越 (2008): Xバンド偏波レーダーによる降雪雲の粒子判別, 天気, 55(9), pp.780-781.
- 中川勝広・花土弘・佐藤晋介・井口俊夫 (2002): 沖縄偏波降雨レーダー(COBRA)の開発, 通信総合研究所季報, 44(2), pp.203-209.
- 中北英一・竹畑栄伸・中川勝広 (2007): 最新型Cバンド偏波レーダを用いた降雨量推定精度の検証, 土木学会水工学論文集, 第51巻, CD-ROM, pp.325-330.
- 中北英一・山口弘誠・隅田康彦・竹畑栄伸・鈴木賢士・中川勝広・大石哲・出世ゆかり・坪木和久 (2008): Cバンド偏波レーダーを用いた降水粒子識別とビデオゾンデを用いた集中同期検証観測, 京都大学防災研究所年報, 第51号B, CD-ROM, pp.519-533.
- 牧原康隆 (2007): 気象レーダーを利用した短時間の降水土砂災害予報と気象業務改善の歩み, 天気, 54, pp.21-33.
- Lim, S., Chandrasekar, V. and Bringi, V.N. (2005): Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.43, No.4, pp.792-801.
- Liu, H. and Chandrasekar, V.(2000): Classification of Hydrometeors Based on Polarimetric Radar Measurements: Development of Fuzzy Logic and Neuro-Fuzzy Systems, and In Situ Verification, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.17, pp.140-164.
- Park, H., Ryzhkov, A.V., Zrnic, D.S., and Kim, Kyung-Eak(2009): The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSE-88D: Description and Application to an MCS, *Weather and Forecasting*, Vol.24, pp.730-748.
- Straka, J.M., Zanic, D.S. and Ryzhkov, A.V. (2000): Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations, *J. Appl. Meteor.*, Vol.39, pp.1341-1372.
- Suzuki, K., Shigenaga, Y., Kawano, T. and Yoneyama, K. (2006): Videosonde observations during the R/V mirai MR04-08 cruise, The Marine Meteorological Society, UMI to SORA, Vol.82, No.2, pp.29-38.
- Takahashi, T. and Keenan, T.D. (2004): Hydrometeor mass, number, and space charge distribution in a "Hector" squall line, *J. Geophys. Res.*, Vol.109.
- Takahashi, T. (2006): Precipitation mechanisms in east Asian monsoon: Videosonde study, *J. Geophys. Res.*, Vol.111.
- Zrnic, D.S., Ryzhkov, A., Straka, J., Liu, Y., and Vivekanandan, J.(2002): Testing a Procedure for Automatic Classification of Hydrometeor Types, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.18, pp.892-913.

Estimation of Mixed Hydrometeor Types in Ice Phase Using the Latest Polarimetric Radar

Eiichi NAKAKITA, Yasuhiko SUMIDA*, Kosei YAMAGUCHI**, Kenji SUZUKI***,
Katsuhiro NAKAGAWA**** and Seiji KAWAMURA****

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

**Institute of Sustainability Science, Kyoto University

***Faculty of Agriculture, Yamaguchi University

****National Institute of Information and Communications Technology

Synopsis

Polarimetric radar has a possibility of measurements of types, shapes, and drop size distribution of hydrometeors. Therefore, polarimetric radar measurements can be used effectively to identify hydrometeor types and amounts. In this research, a synchronized observation of C-band polarimetric radar, COBRA and videosonde was carried out at Okinawa, Japan. From this campaign, we could reveal “ What dose radar see in the sky? ”. Then, hydrometeor classification method based on fuzzy logic is developed. The hydrometeor classification method chooses from four types of hydrometeors (rain, graupel, ice-crystal, and snow-flake) and also can express the mixing condition of some types of hydrometeors. The result of mixed hydrometeor classification is evaluated in detail.

Keywords: polarimetricradar, video-sonde, hydrometeor classification, fuzzy logic, specific differential phase